

3. 3. 2 強震動予測のための調査研究：地表変形を含む強震動予測の高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 強震動予測のための調査研究：地表変形を含む強震動予測の高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	上席研究員	森川 信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	岩城 麻子
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	前田 宜浩

(c) 業務の目的

三浦半島断層群主部／武山断層帯を対象とした強震動予測の高度化に資するため、地表断層の位置形状をできるだけ詳細にモデル化するとともに地震発生層より浅い震源断層におけるすべり、ならびに地震発生が多様性を考慮した当該断層帯で発生する地震の震源断層モデル（シナリオ）群をサブテーマ1～3.1と連携して構築する。構築した震源モデル群とサブテーマ3.1で構築した地盤モデルを用いて面的な広帯域強震動計算を行い、断層近傍における永久変位を含む高精度化された強震動予測結果を平均値だけでなく幅とあわせて提示する。

(d) 3か年の年次実施業務の要約

1) 令和5年度：

強震動計算において地震発生層より浅い震源断層に適用するすべり時間関数の設定に関する最近の知見及び情報を収集し整理した。具体的には、震源インバージョン解析、地震発生層より浅い震源断層のすべりを含む強震動計算の事例、すべり時間関数のモデル化に関する文献等を収集し、すべり時間関数の形状、パラメータについて整理した。

2) 令和6年度：

現行の三浦半島断層群（主部／武山断層帯）の地震動予測地図の震源断層モデルより浅部のすべりを考慮した震源断層モデルを設定し、令和5年度の検討結果に基づいてすべり時間関数を設定した。すべり量を同じとした場合でも、すべり時間関数の形状やパラメータを変えた場合に強震動予測結果（変位を含む波形、地震動分布）がどのように変わるか、差分法による周期1秒程度以上を対象とした地震動シミュレーションを行い比較した。また、「屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（恵那山－猿投山北断層帯）における重点的な調査観測」で構築した地表断層の位置形状をできるだけ詳細にモデル化する手法を適用して、現行の地表断層トレースと地震発生層内の矩形震源断層と接続した震源断層モデルを作成し地震動計算を行った。現行の矩形震源断層をそのまま地表まで延長したモデルによる地震動計算結果と比較した。

3) 令和 7 年度：

サブテーマ 1、2 及び 3.1 の成果に基づいて、地表断層の詳細な形状を含む震源断層のモデルを構築する。このとき、活動区間や地下の断層形状、アスペリティや破壊開始点位置などの不確実さを考慮して多様な数 10 以上の震源モデル群を構築する。サブテーマ 3.1 で構築した地下構造モデル及び震源モデルを用いて、ハイブリッド合成法による強震動計算を面的に行う。令和 6 年度の感度解析結果と比較してサブテーマ 1、2 及び 3.1 の成果の強震動予測への効果を示すとともに、当該断層で発生する地震による地震動強さ及び永久変位の平均値分布と不確実さを考慮した幅を示す。

(2) 令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

全国地震動予測地図 2020 年版（地震調査委員会，2021a）の震源断層を特定した地震動予測地図における三浦半島断層群武山断層帯の震源モデルを地表までそのまま延長し、延長部のすべり速度時間関数として Smoothed Ramp 型、田中・他（2017）、Pitarka et al.（2022）の 3 通りに加え、中村・宮武（2000）に設定して周期 1 秒以上を対象とした強震動計算を行った。比較の結果、地表断層付近において違いが現れることを確認したが、中村・宮武（2000）以外の 3 つの違いは大きくなかった。また、地表断層をできるだけ詳細にモデル化して地下の矩形断層と接続した震源断層モデルについて同様に強震動計算を行った結果、すべり速度時間関数の形状の違いよりも位置の違いが断層ごく近傍の強震動予測結果に大きな影響を及ぼすことが確認された。

(b) 業務の成果

1) 地震発生層より浅部のすべりを考慮した震源モデルによる強震動計算

地震発生層より浅部のすべり時間関数の違いが、特に断層ごく近傍における強震動予測結果に及ぼす影響について調べた。令和 5 年度に実施した文献調査に基づき、地震発生層より浅部のすべりに適用するすべり速度時間関数として、(a) Smoothed Ramp 型関数、(b) 田中・他（2017）、(c) Pitarka et al.（2022）、の 3 つと、地震発生層内のすべり速度時間関数として適用されている、(d) 中村・宮武（2000）を検討対象とした。

Smoothed Ramp 型関数は、地震調査委員会強震動評価部会（2022）による 2016 年熊本地震を対象とした強震動予測手法の検証で用いられている。Smoothed Ramp 関数はすべり時間関数であり、すべり速度時間関数は 1 階微分した

$$f(t) = D \times 2f_c \cdot [1 - \tanh^2\{4f_c(t - 1/2f_c)\}] \quad (1)$$

D : 最終すべり量 [m]

f_c : パルス幅の逆数 [Hz]

となる。この式では、時刻ゼロにおけるすべり速度をほぼゼロとするためにパルス幅の 1/2 だけ時間軸方向にずらしている。

田中・他（2017）は、Tinti et al.（2005）による規格化 Yoffe 関数

$$f(t) = D \times \frac{2}{\pi \tau_R \tau_S^2} \times \begin{cases} 0 & t \leq 0, \tau_R + 2\tau_S < t \\ (C1 + C2) & 0 < t \leq \tau_S \\ (C1 - C2 + C3) & \tau_S < t \leq 2\tau_S \\ (C1 + C3 + C4) & 2\tau_S < t \leq \tau_R \\ (C5 + C3 + C4) & \tau_R < t \leq \tau_R + \tau_S \\ (C4 + C6) & \tau_R + \tau_S < t \leq \tau_R + 2\tau_S \end{cases} \quad (2)$$

$$C1 = \left(\frac{1}{2}t + \frac{1}{4}\tau_R\right) \sqrt{t(\tau_R - t)} + (t \cdot \tau_R - \tau_R^2) \cdot \arcsin \sqrt{\frac{t}{\tau_R}} - \frac{3}{4}\tau_R^2 \cdot \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t}{t}} \quad (3)$$

$$C2 = \frac{3}{8}\pi \cdot \tau_R^2 \quad (4)$$

$$C3 = \left(\tau_S - t - \frac{1}{2}\tau_R\right) \sqrt{(t - \tau_S)(\tau_R - t + \tau_S)} \\ + \tau_R \cdot (2\tau_R - 2t + 2\tau_S) \cdot \arcsin \sqrt{\frac{t - \tau_S}{\tau_R}} + \frac{3}{2}\tau_R^2 \cdot \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t + \tau_S}{t - \tau_S}} \quad (5)$$

$$C4 = \left(-\tau_S + t + \frac{1}{4}\tau_R\right) \sqrt{(t - 2\tau_S)(\tau_R - t + 2\tau_S)} \\ + \tau_R \cdot (-\tau_R + t - 2\tau_S) \cdot \arcsin \sqrt{\frac{t - 2\tau_S}{\tau_R}} - \frac{3}{4}\tau_R^2 \cdot \arctan \sqrt{\frac{\tau_R - t + 2\tau_S}{t - 2\tau_S}} \quad (6)$$

$$C5 = \frac{\pi}{2}\tau_R(t - \tau_R) \quad (7)$$

$$C6 = \frac{\pi}{2}\tau_R(2\tau_S - t + \tau_R) \quad (8)$$

D : 最終すべり量 [m]

τ_S : 最大すべり速度の時刻に関連する時間 [秒]

τ_R : ライズタイムに関する時間 [秒]

を用いることを提案している。これは、Tinti et al. (2005) における $\tau_R > 2\tau_S$ の場合の式である (田中・他, 2017)。田中・他 (2018) ではさらに

$$\tau_S = 0.083D + 1.124 \quad (9)$$

$$\tau_R = 0.172D + 2.541 \quad (10)$$

の経験的関係を求めている。

Pitarka et al. (2022) は、深さに依存したすべり速度関数

$$f(t) = \begin{cases} A[0.7 - 0.7 \cos(\pi t/t_0) + 0.6 \sin(0.5\pi t/t_0)] & 0 \leq t < t_0 \\ A[1.0 - 0.8 \cos(\pi t/t_0) + 0.2 \sin\{\pi(t - t_0)/(t_d - t_0)\}] & t_0 \leq t < 2t_0 \\ A[0.2 + 0.2 \cos\{\pi(t - t_0)/(t_d - t_0)\}] & 2t_0 \leq t < t_d \\ 0 & t < 0, t_d \leq t \end{cases} \quad (11)$$

A : 面積が最終すべり量 D [m] となるよう調整する値

t_d : すべり継続時間 [秒]

$t_0 = bt_d$: 最大すべり速度となる時間

を用いることを提案している。

中村・宮武 (2000) は、

$$f(t) = \begin{cases} (2V_m/t_d) \cdot t \cdot [1 - \{t/(2t_d)\}] & 0 < t \leq t_b \\ \frac{2V_m \cdot (t_b/t_d) \cdot \sqrt{t_b - \varepsilon \cdot \{1 - t_b/(2t_d)\}}}{\sqrt{\varepsilon - (t_b - 6t_d)/\{4(1 - t_d/t_b)\}}} & t_b < t \leq t_r \\ c - a_r(t - t_r) & t_r < t \leq t_s \\ 0 & t \leq 0, t_s < t \end{cases} \quad (12)$$

$t_d \equiv 1 / (\pi \cdot f_{\max})$: 最大すべり速度到達時間 [秒]

$t_r \equiv 0.5 \cdot W / V_r$: ライズタイム [秒]

$t_s = 1.5 t_r$: すべりの継続時間 [秒]

$V_m = \Delta\sigma \sqrt{2f_{\max} \cdot W \cdot V_r / \mu}$: 最大すべり速度 [cm/s]

c, a_r : 係数

W : 断層（またはアスペリティ）幅 [km]

$f_{\max}$: 高周波遮断周波数 [Hz]

V_r : 破壊伝播速度 [km/s]

$\Delta\sigma$: 応力降下量 [MPa]

μ : 震源媒質の合成率 [N/m²]

で表される。 t_b は最終すべり量が与えられることで定まる（中村・宮武，2000）。

本検討では、三浦半島断層群武山断層帯を対象とした震源断層を特定した地震動予測地図（地震調査委員会、2021a）の作成で用いられている震源モデル（図1）を参照して、地震発生層より浅部のすべり量を背景領域のすべり量（0.5m）と仮定した。田中・他（2018）による適用すると、 $\tau_s = 1.1655$ 秒、 $\tau_R = 2.6270$ 秒となる。これにより、すべりの継続時間は $2\tau_s + \tau_R = 4.958$ 秒となる。Smoothed ramp 型関数において $f_c = 1/(2\tau_s + \tau_R)$ 、Pitarka et al.（2022）のすべり速度時間関数において $t_d = 2\tau_s + \tau_R$ 、中村・宮武（2000）のすべり速度時間関数において $t_s = 1.5 t_r = 2\tau_s + \tau_R$ 、と仮定した場合のすべり速度時間関数とそれらのフーリエスペクトルを図2に示す。Smoothed Ramp 型関数（図2の黒実線）では、時刻ゼロにおけるすべり速度が明らかにゼロより大きい。従って本検討では、Smoothed Ramp 型関数において $f_c = 1/\{\tau_s + (\tau_R/2)\}$ を仮定することとした（図2の黒点線）。

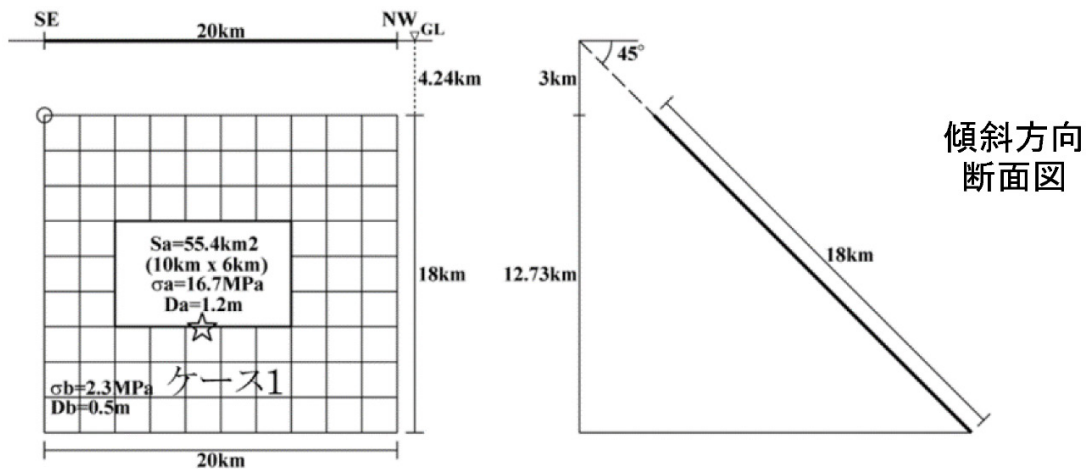


図1 地震調査委員会（2021a）における三浦半島断層群武山断層帯を対象とした震源断層を特定した地震動予測地図の震源断層モデル。

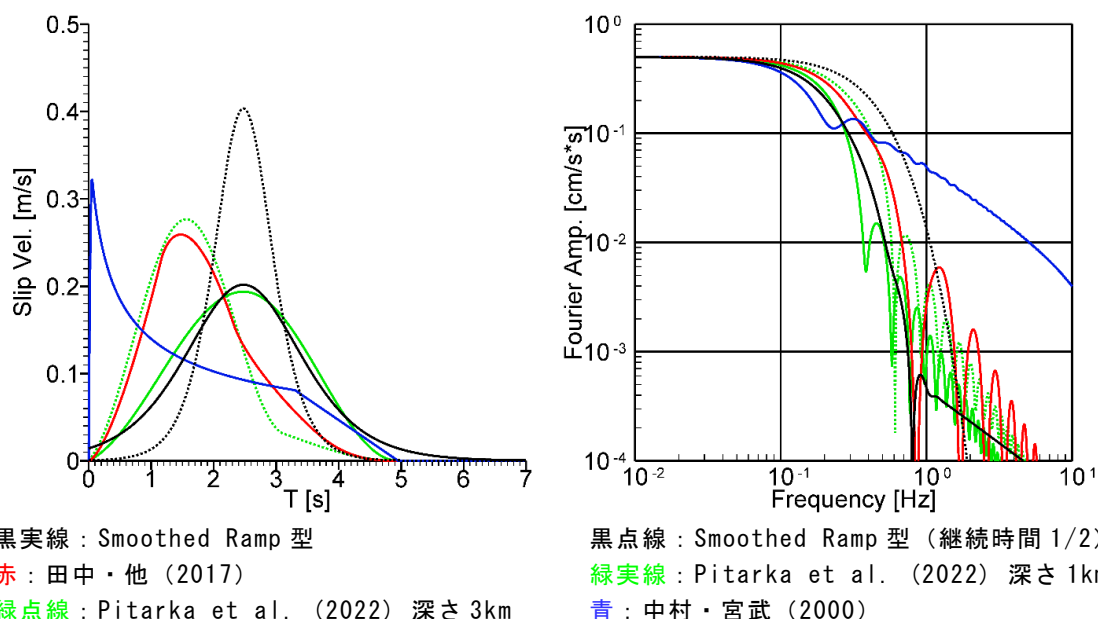


図 2 本検討で対象とした速度時間関数 (左) と速度フーリエ振幅スペクトル (右)。

これらのすべり速度時間関数の違いの強震動予測結果への影響を調べるため、地震調査委員会 (2021a) の震源モデル (図 1) をそのまま地表 (海底) まで延長した震源モデルを用いて計算を行った。図 2 に示すように、中村・宮武 (2000) 以外のすべり速度時間関数については周期 1 秒以下 (周波数 1 Hz 以上) の振幅が非常に小さいことから、周期 1 秒以上の長周期成分のみを対象とする。地震動シミュレーター GMS (青井・他、2004) を用いて差分法により地震動計算を行った。地震発生層内の震源パラメータは地震調査委員会 (2021a) のものをそのまま使い、すべて中村・宮武 (2000) のすべり速度時間関数とした。すなわち、地震発生層より浅いすべりのみ異なるモデルとなっている。なお、GMS では田中・他 (2017) 及び Pitarka et al. (2022) のすべり速度関数は実装されていないため、これらの関数を用いるためのプログラム改修を行った。

地下構造モデルは、関東地域の浅部・深部統合地盤構造モデル 2021 年版 (地震調査委員会、2021b) を用いた。工学的基盤 (最上層) の S 波速度は 350 m/s である。差分法により計算された工学的基盤上の最大速度分布及び最大変位分布を図 3 及び図 4 にそれぞれ示す。標準地域メッシュ (3 次メッシュ) の中心での値を出力しているが、地表 (海底) まで延長した断層から 3 km 以内の範囲については 1/4 地域メッシュの中心での値を出力している。また、最大速度及び最大変位は水平二成分の合成値としている。大局的な分布は地震発生層より浅いすべりの関数による差異はほとんどないが、断層近傍で若干違いが見られる。震源断層周辺について拡大した最大速度及び最大変位分布を図 5 及び図 6 にそれぞれ示す。最大速度では、中村・宮武 (2000) がやや大きめで、他の 3 つはほとんど同じであるものの、Smoothed Ramp 型、田中・他 (2017)、Pitarka et al. (2022) の順に小さくなっている。一方、最大変位では中村・宮武 (2000) がやや小さめである。図 7 及び図 8 に水平方向の永久変位分布を示す。最終変位には中村・宮武 (2000) も含めて違いはほとんど見られない。

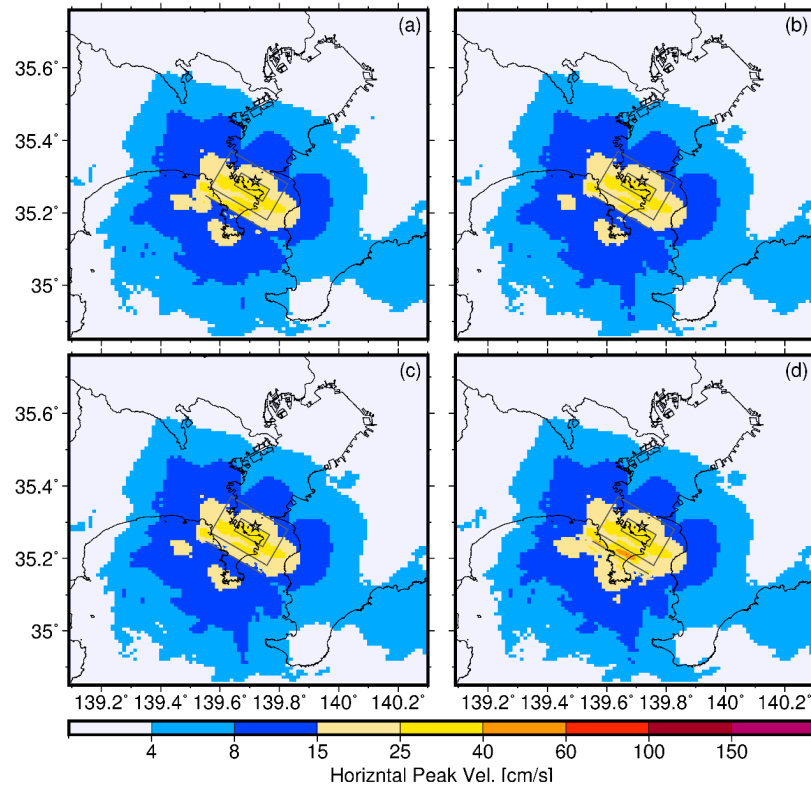


図3 水平動の最大速度分布（周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp 型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

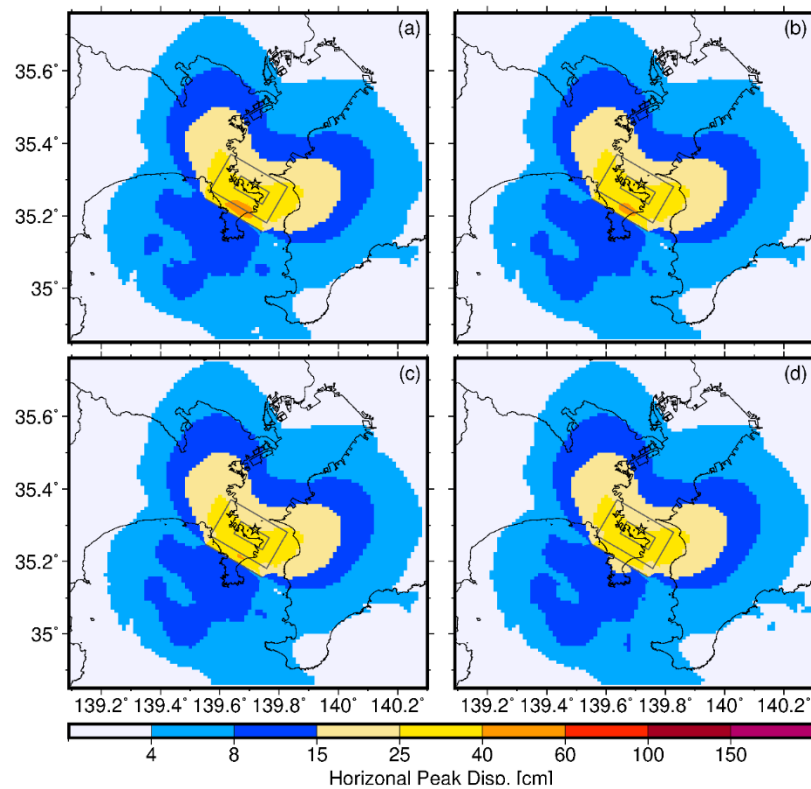


図4 水平動の最大変位分布（周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp 型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

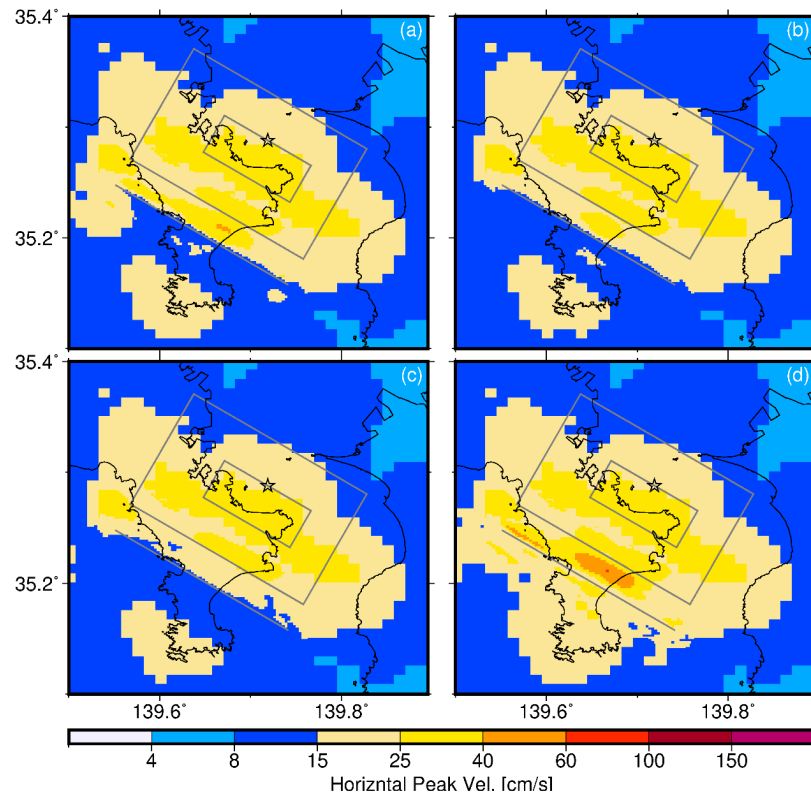


図5 水平動の最大速度分布（断層付近拡大；周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

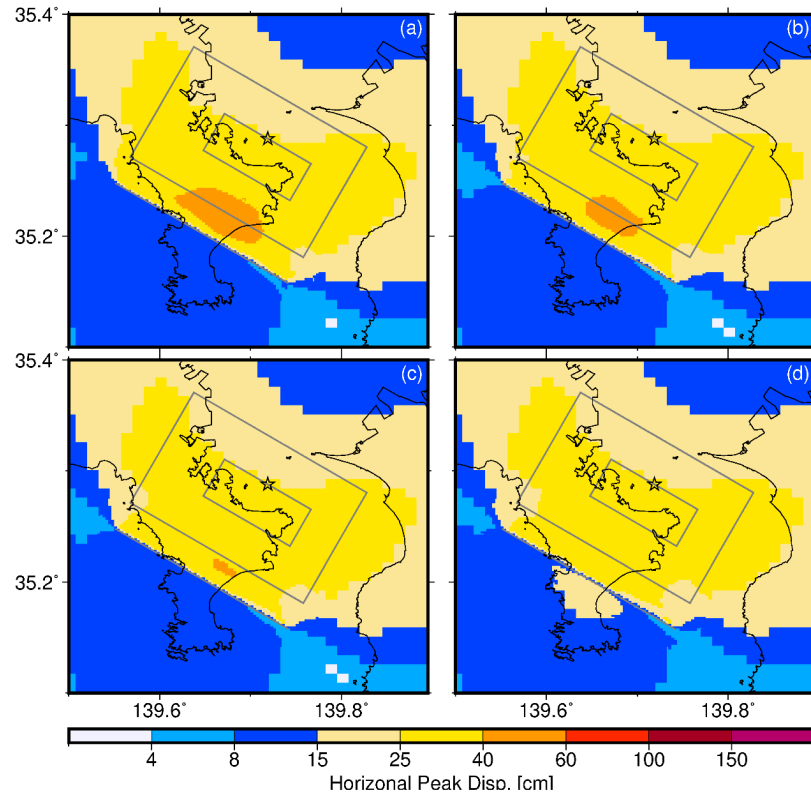


図6 水平動の最大変位分布（断層付近拡大；周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

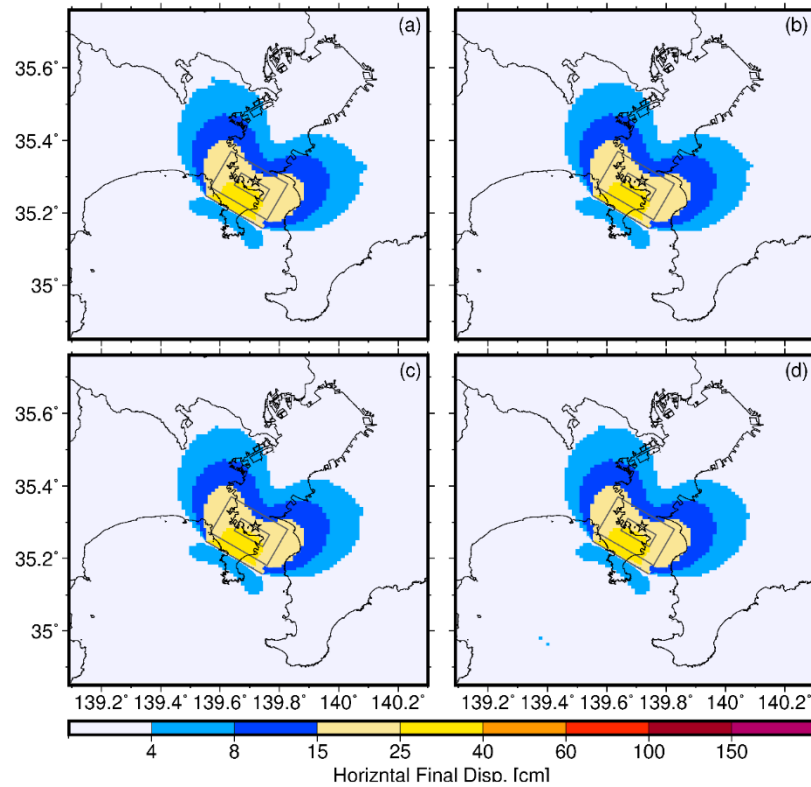


図7 水平動の永久変位分布（周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp 型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

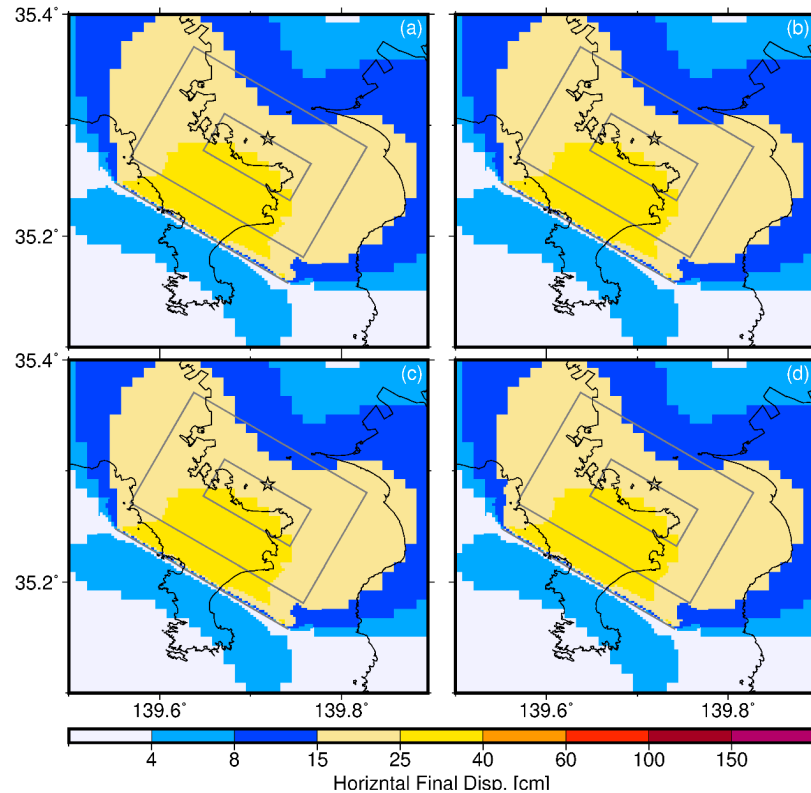


図8 水平動の永久変位分布（断層付近拡大：周期1秒以上）。(a)Smoothed Ramp 型、(b)田中・他（2017）(c)Pitarka et al.（2022）、(d)中村・宮武（2000）

図 9 に示した地表断層相当の位置を挟んだ 2 点における工学的基盤上の速度波形、変位波形及び速度フーリエスペクトルを図 10 に示す。分布図について述べた違いが波形にも現れている。速度波形や速度フーリエスペクトルの違いは図 2 と良く対応しており、断層ごく近傍においてすべり速度時間関数の形状が速度波形に影響していると言える。ただし、中村・宮武（2000）を除く 3 つの波形はよく似ており、最大速度や最大変位の違いも小さいことが分かる。

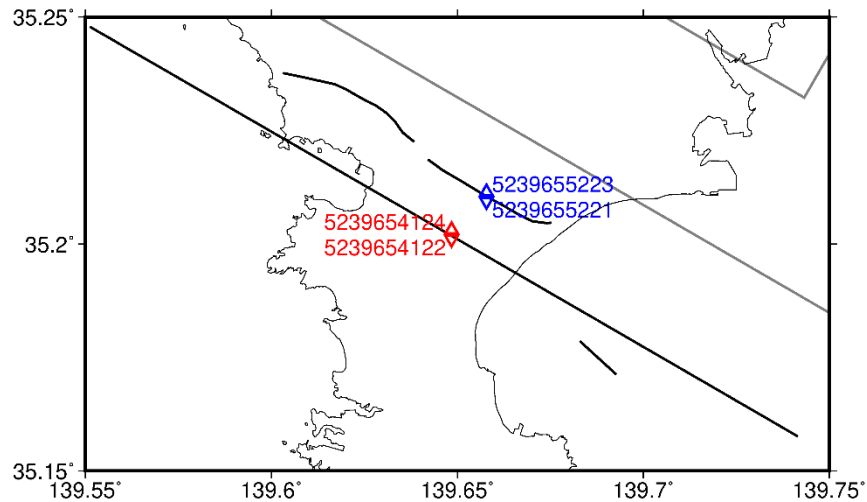


図 9 図 10 及び図 20 で波形を示す位置（メッシュコード）。赤字は図 10 のみ

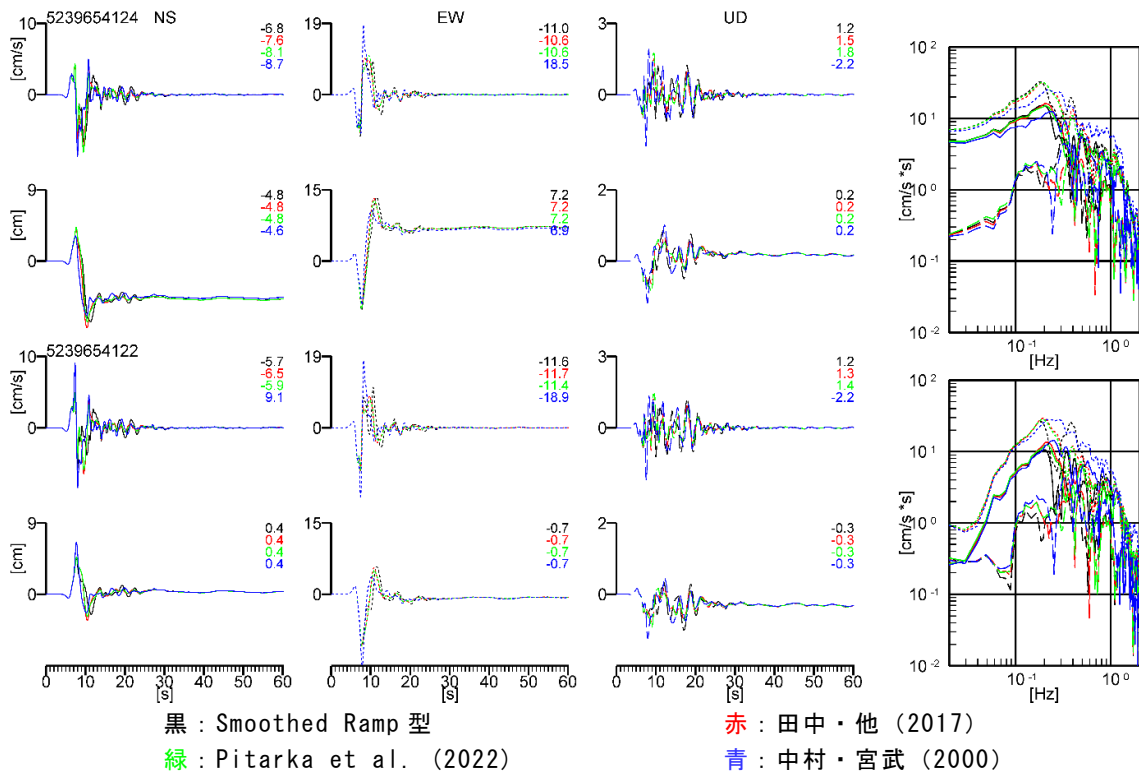
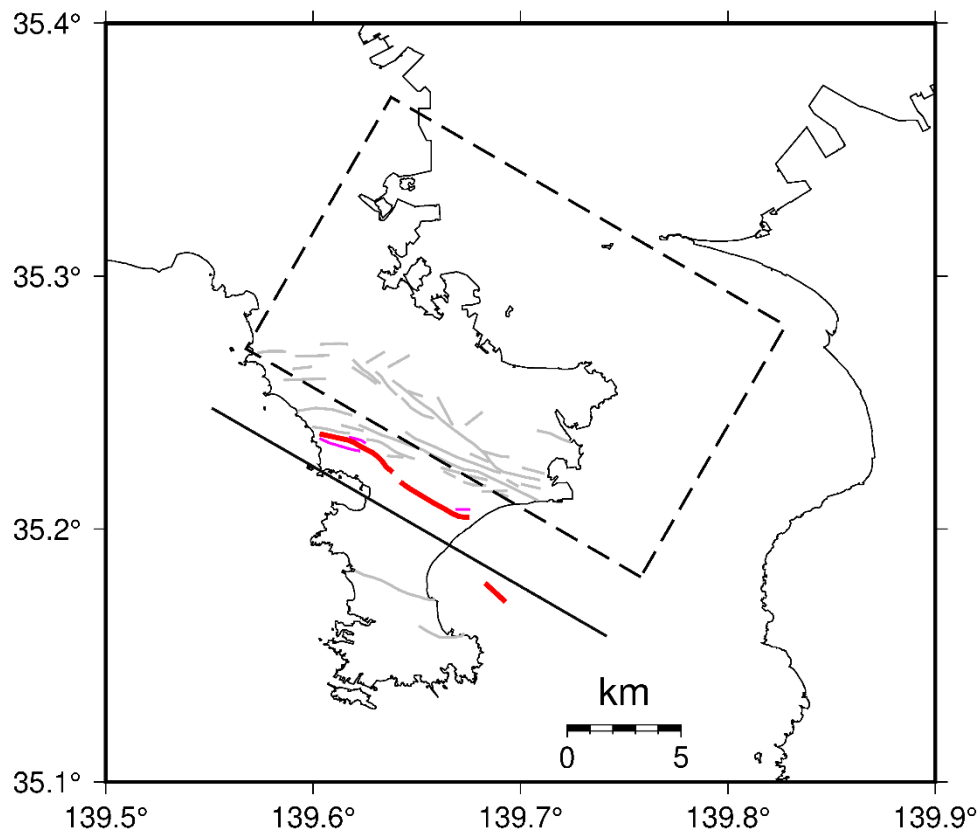


図 10 速度波形、変位波形及び速度フーリエ振幅スペクトルの比較。

2) 地表断層の詳細なモデル化に関する検討

前項で設定した、現行の地下（地震発生層内）の矩形震源断層モデルをそのまま地表あるいは海底まで延長したモデルの地表トレース位置は直線となっており、実際の断層トレース位置と1 km 近くのずれが見られる（図 11）。この震源断層モデルは地震調査委員会（2003）による強震動評価で設定されたものであるが、長期評価における走向と整合するように設定したとある。ここでは、地表トレースをできるだけ詳細にモデル化し、前項で設定した従来の単純なモデルと強震動計算結果を比較する。

モデル化には、「屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（恵那山－猿投山北断層帯）における重点的な調査観測」（文部科学省研究開発局・国立大学法人東海国立大学機構、2023）で作成したツールを用いた。地表トレースを100 m 程度の線分で分割し、それぞれが地中の矩形断層の上端に接続するように深さ方向に点震源群を配置する。深さ方向には任意の間隔で設定できるが、ここでは100 m 間隔でモデル化した。なお、本ツールは、地表トレース間に隙間がある場合（図 12）、「歯抜け」になるものであった。本検討では、このような場合に地表トレースの隙間を埋める機能を追加し、このモデルを用いることとした（図 13）。



赤：本検討で選定した地表トレース

桃：本検討で選定しなかった武山断層帯の地表トレース

灰：衣笠・北武断層帯または南部の地表トレース

図 11 地下の矩形断層モデル（破線）、その地表延長（実線）と地表トレース。

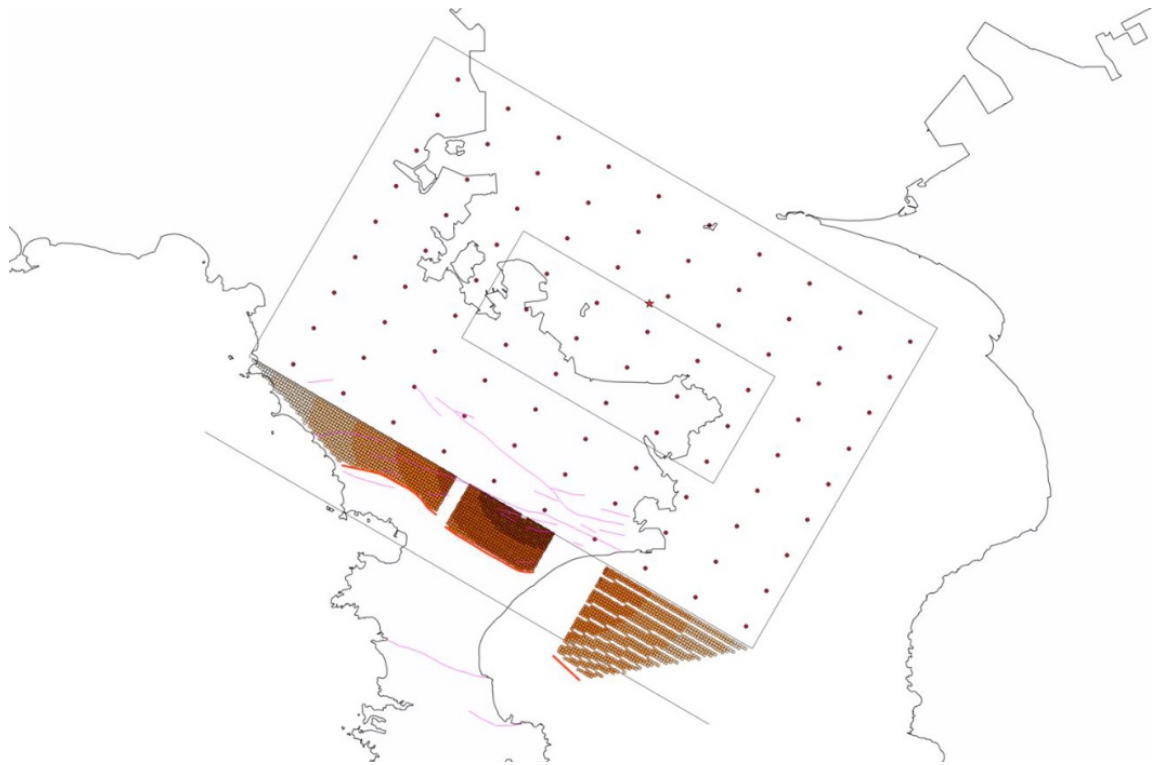


図 12 従来のツールで設定した震源断層モデル

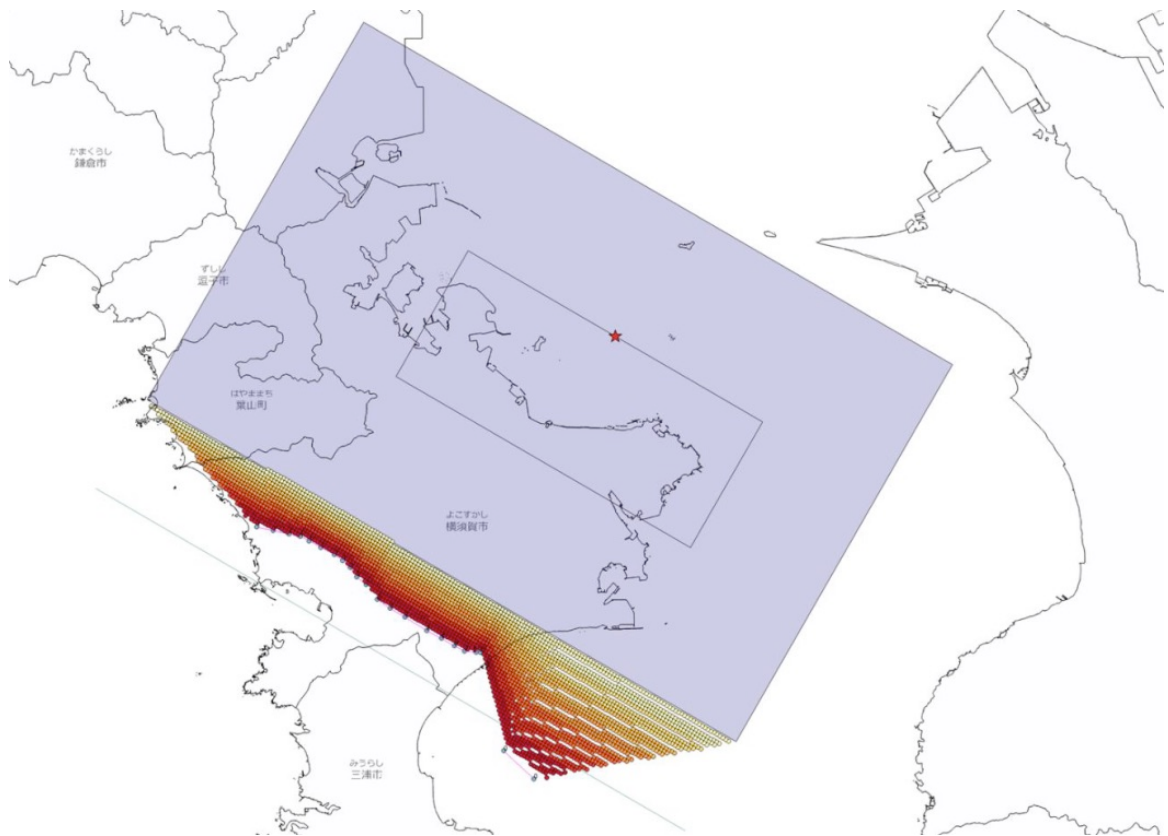


図 13 本検討で改修したツールで設定した震源断層モデル。

改修したツールで設定した震源断層モデルにおける地震発生層より浅部のすべり速度時間関数を Smoothed Ramp 型関数として差分法による強震動計算を行った。計算に用いた地下構造モデルは前項と同じである。矩形断層をそのまま延長した前項のモデルによる計算結果との比較を、水平動の最大速度分布について図 14、水平動の最大変位分布について図 15 にそれぞれ示す。大局的には同じであるが、地表トレース付近において分布の違いが見られる。断層付近を拡大した図 16、図 17 及び永久変位分布（図 18）から、詳細なモデルでは、詳細な地表断層形状に沿って分布が変化している様子が見られる。図 19 に工学的基盤上の速度波形、変位波形及び速度フーリエスペクトルの比較を示す。両モデル間における最大振幅や永久変位が前項で示したすべり速度関数の形状の違いよりも大きいことが確認できる。

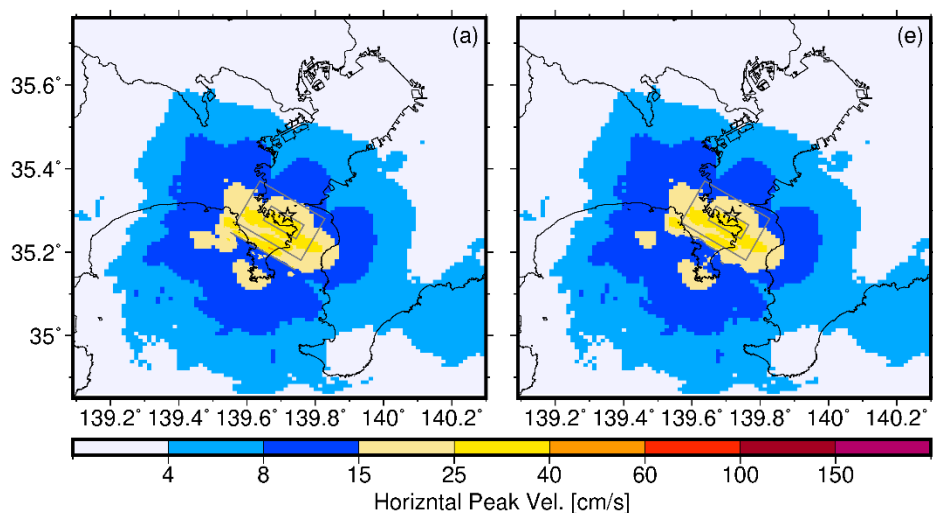


図 14 水平動の最大速度分布（周期 1 秒以上）。(a)そのまま延長、(e)詳細モデル

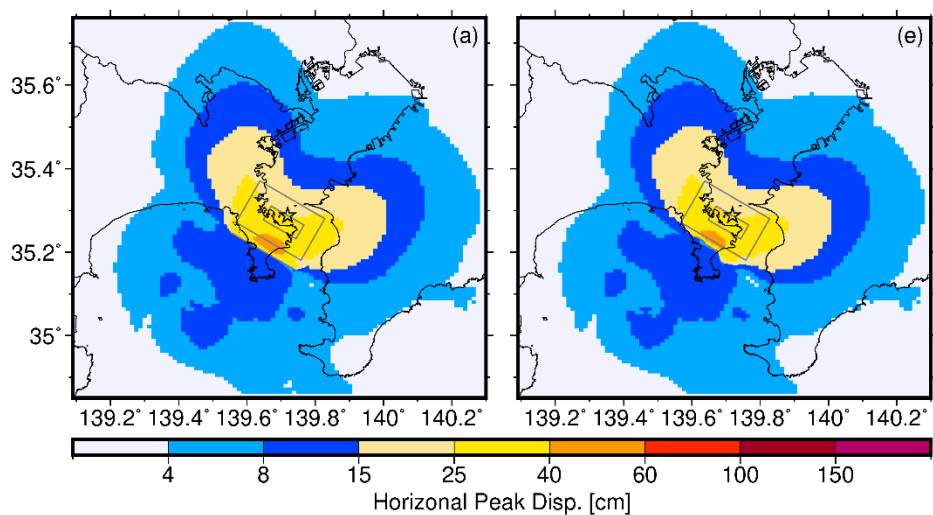


図 15 水平動の最大変位分布（周期 1 秒以上）。(a)そのまま延長、(e)詳細モデル

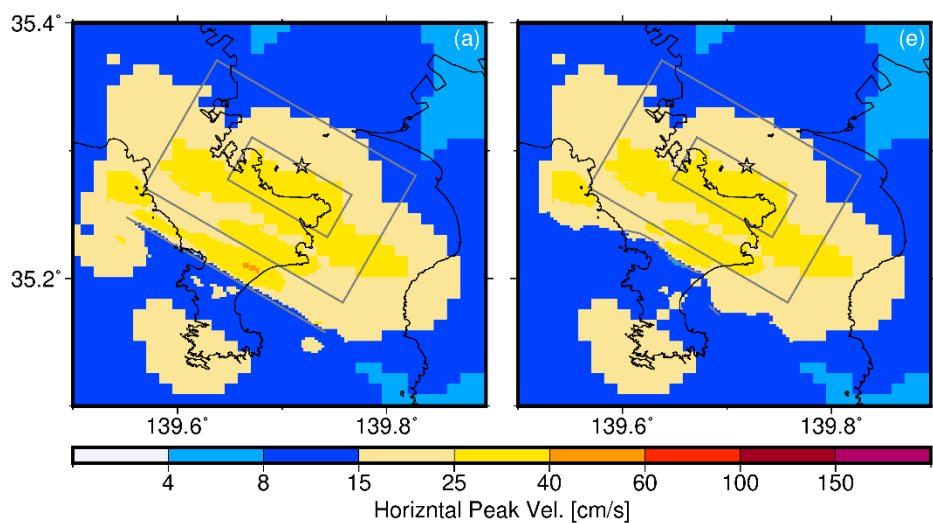


図 16 水平動の最大速度分布（断層付近拡大、周期 1 秒以上）。

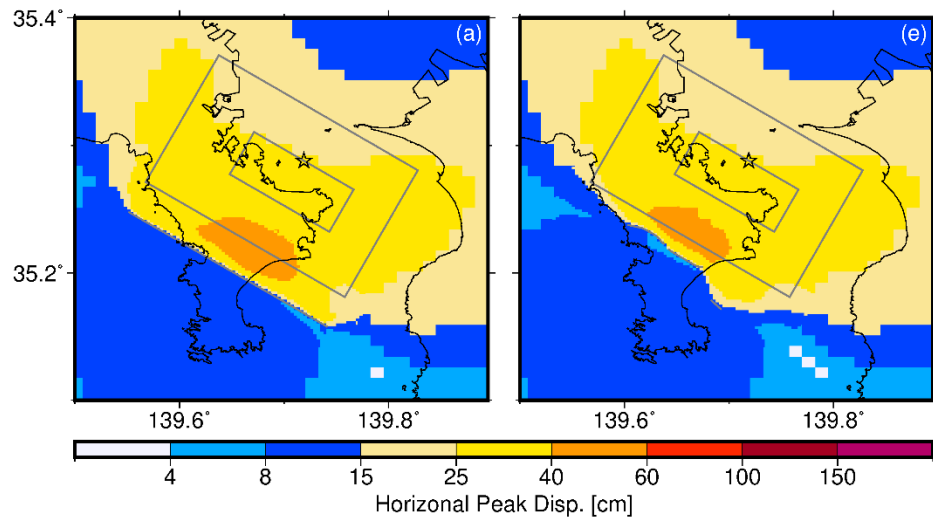


図 17 水平動の最大変位分布（断層付近拡大、周期 1 秒以上）。

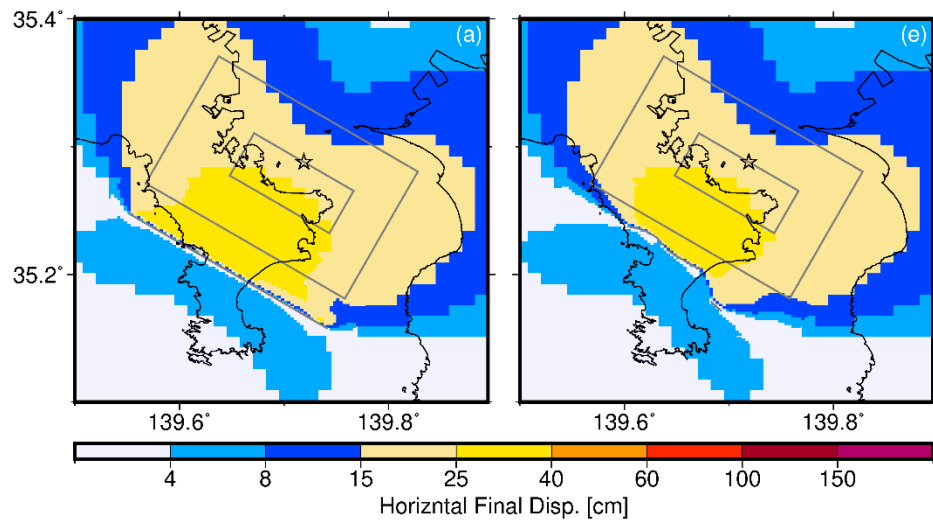


図 18 水平動の永久変位分布（断層付近拡大、周期 1 秒以上）。

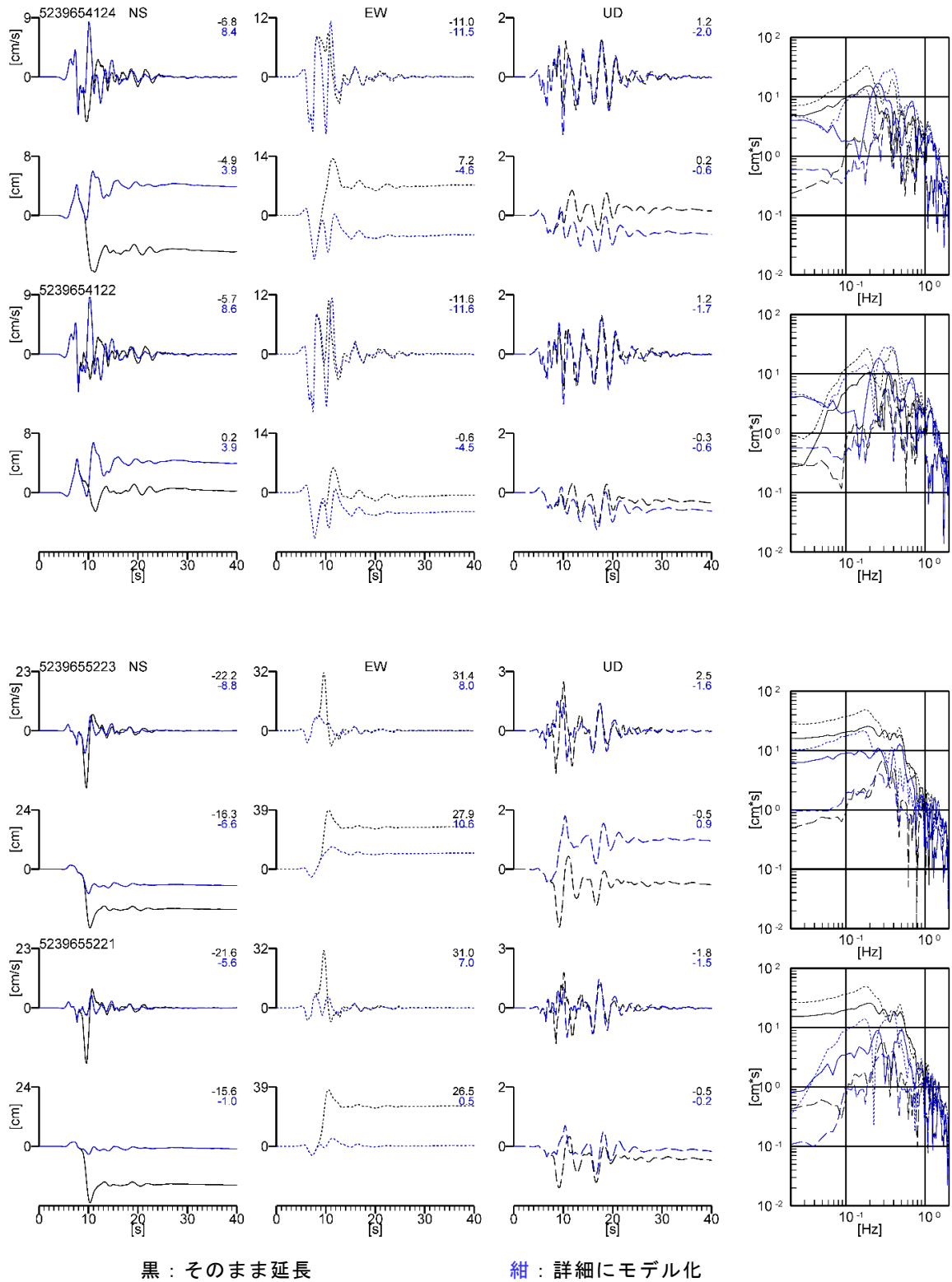


図 19 速度波形（左上）、変位波形（左下）及び速度フーリエ振幅スペクトル（右）の比較。

(c) 結論並びに今後の課題

地震発生層より浅部のすべり速度時間関数の違いによる強震動計算結果への影響は、断層近傍、特に地表断層近傍において確認された。ただし、地震発生層内のすべり速度関数として用いられている中村・宮武（2000）以外の違いは大きくなかった。本検討ではすべり量及びすべりの継続時間が同じとしており、強震動予測においてはすべり速度時間関数の形状の不確かさよりはすべり量あるいはすべりの継続時間の不確かさを考慮する必要があると考えられる。一方、地表断層形状を詳細にモデル化することにより、地表トレース近傍において最大速度、最大変位、永久変位が単純なモデルから大きく変わることが確認された。地表トレースは一条とは限らず、永久変位を含む強震動予測において、地表トレース位置（地震時に地表断層が現れる位置）の不確かさを考慮することの必要性を示唆している。

(d) 引用文献

青井真・早川俊彦・藤原広行，地震動シミュレータ：GMS，物理探査，57，651-666，2004.

地震調査委員会，三浦半島断層群の地震を想定した強震動評価について，
<https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20031028miura.pdf>，2003.

地震調査委員会，全国地震動予測地図 2020 年版，https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/，2021a.

地震調査委員会，関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル（2021 年版），
https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/integration_model_kanto_2021/，2021b.

地震調査委員会強震動評価部会，2016 年熊本地震（MJ 7.3）の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について（中間報告）<https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20220314kumamoto.pdf>，2022.

文部科学省研究開発局・国立大学法人東海国立大学機構，屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（恵那山－猿投山北断層帯）における重点的な調査観測 令和 2 ～ 4 年度成果報告書，https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/byobu_juten/r04/r04Byobu_Cover.pdf，2023.

中村洋光・宮武隆，断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式，地震 2，53，1-9，2000.

田中信也・引間和人・久田嘉章，震源インバージョンに基づく地震発生層以浅におけるすべり速度時間関数の評価，日本地震工学会論文集，17(5)，1-15，2017.

田中信也・金田惇平・引間和人・久田嘉章，地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定方法，日本建築学会構造系論文集，752，1525-1535，2018.

Pitarka, A., R. Graves, K. Irikura, K. Miyakoshi, C. Wu, H. Kawase, A. Rodgers and D. McCallen, Refinements to the Graves-Pitarka Kinematic Rupture Generator, Including a Dynamically Consistent Slip - Rate

- Function, Applied to the 2019 Mw 7.1 Ridgecrest Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 112(1), 287-306, 2022.
- Tinti, E., E. Fukuyama, A. Piatanesi and M. Cocco, A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, Bull. Seism. Soc. Am., 95(4), 1211-1223, 2005.